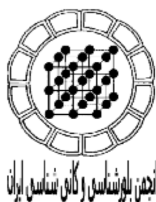
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و یکم، شمارهٔ دوم، تابستان ۱۴۰۲، از صفحهٔ ۲۶۱ تا ۲۷۶



سنگ‌شناسی، زمین شیمی و سنگ زایی واحدهای آذرین منطقه کوه رخنه: با نگرشی بر روند کانه‌زایی آن (جنوب‌غرب بیرجند، استان خراسان جنوبی)

حسین رستم‌پور مقدم بگلر [۱]، امیر نکویی [۲]، حسین ثانی قالهر [*۲]، فاطمه نجمی [۱]، حمید حافظی مقدس [۱]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۵/۱۵، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۸/۱۸)

چکیده: منطقه کوه رخنه در جنوب غرب معدن قلعه زری در شهرستان بیرجند و در بخش مرکزی پهنه ساختاری لوت واقع است. زمین‌شناسی منطقه شامل تناوب سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب داسیت تا آندزیت است و واحدهای نیمه عمیق شامل گرانودیوریت پورفیری، تونالیت پورفیری، پیروکسن دیوریت پورفیری، دیوریت پورفیری و کوارتز دیوریت پورفیری هستند که در آنها نفوذ نموده‌اند. پهنه های دگرسانی رخنمون یافته در منطقه مورد بررسی شامل پروپیلیتی-کلریتی، سرسیتی، آرژیلیک، سیلیسی و کربناتی شدن هستند که دگرسانی‌های سیلیسی و آرژیلیک ارتباط نزدکی با روند کانی‌سازی دارند. کانی‌سازی در قالب سه رگه اصلی (A، B و C) با روند جنوب‌شرق-شمال‌غرب درون پهنه‌های گسلی در واحدهای آندزیتی و دیوریتی رخ داده است. کانه‌های اولیه شامل پیریت، کالکوپیریت و کانه‌های ثانویه بورنیت، کالکوسیت، کوولیت و مالاکیت هستند. کانی‌سازی درون این رگه‌ها نیز به صورت رگه-رگچه‌ای، توده‌ای، جانشینی و برشی ایجاد شده است. ترکیب شیمیایی این توده‌های نیمه‌عمیق نوع I بیشتر بین متاآلومین تا کمی پرآلومین متغیر بوده و ماهیت آهکی قلیایی است. همچنین ناهنجاری منفی Eu و نسبت کمتر از یک Eu/Eu* (۰/۵۴-۰/۹۶) نشانگر حضور کانی پلازیوکلاز در خاستگاه ماگماست. مقادیر پایین عنصرهای Nb و Ti در این واحدها بیانگرتشکیل آنها در جایگاه زمین‌ساختی وابسته به پهنه فرورانش در کرانه فعال قاره‌ای است. بر اساس داده‌های زمین شیمیایی به دست آمده از تجزیه عنصرهای جزئی و خاکی نادر، ماگمای سازنده این واحدهای نیمه‌عمیق از ذوب بخشی حدود ۱ تا ۵ درصد گارنت اسپینل لرزولیت در گوشته غنی شده و در عمق حدود ۶۵ تا ۶۷ کیلومتر تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: *توده‌های نیمه‌عمیق؛ دگرسانی؛ کانی‌سازی؛ زمین شیمیایی؛ سنگ زایی؛ کوه رخنه؛ قطعه لوت.*

مقدمه

منطقه معدنی کوه رخنه در ۲۰۵ کیلومتری جنوب غرب بیرجند و ۳۰ کیلومتری جنوب غرب معدن قلعه‌زری واقع شده است (شکل ۱). از دیدگاه زمین‌شناسی، این منطقه در بخش میانی قطعه لوت در خردقاره ایران مرکزی در میان گسل‌های نهبندان در شرق و نایبند در غرب، درونه و کلمرد در شمال و فرونشست جازموریان در جنوب قرار دارد [۱]. این پهنه بیشتر دربردارنده‌ی توده‌های نفوذی اسیدی-حدواسط بوده که منجر به تشکیل کانسارهای متعددی از جمله کانی‌سازی‌های پورفیری و فراگرمایی ماهرآباد [۲]، خوپیک [۳]، خونیک [۴]، شوراب [۵]، کوه‌شاه [۶]، چاه شلجمی [۷]، بیشه [۸]، طاهرآباد [۹] و قلعه‌زری [۱۰] شده است. از طرفی، بررسی‌های سن-سنجی توده‌های نفوذی مختلف در قطعه لوت پنجره زمانی ۳۳ تا ۴۲ میلیون سال پیش (ائوسن-الیگوسن) را برای تشکیل این توده‌ها نشان می‌دهد [۱۱].

منطقه معدنی کوه رخنه با مختصات "۰۱ ′۴۲ °۵۸ تا

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۹۰۶۵۸۱۳۷، نمابر: ۰۵۶۳۲۲۰۲۱۱۰، پست الکترونیکی: hossainsani8@gmail.com

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.4.7]

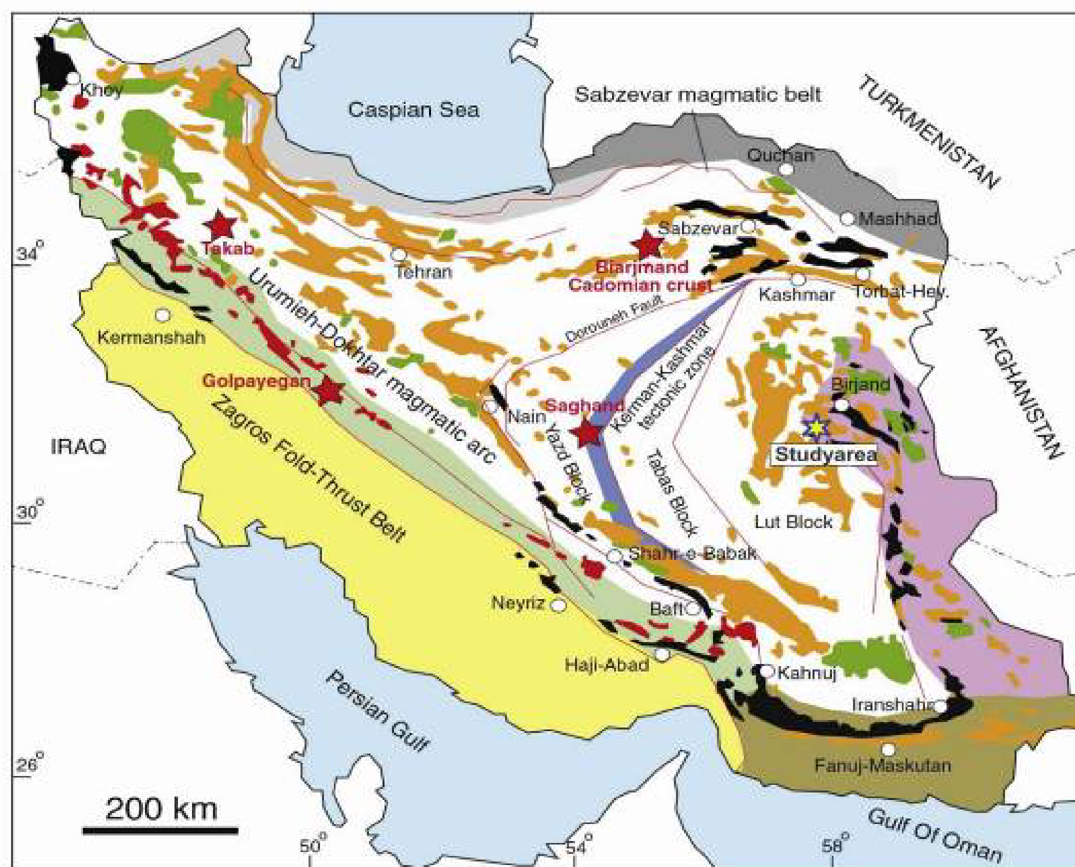
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.261]

۵۸°۴۶′ ۴۸″ طول شرقی و ۳۱° ۴۳′ ۲۴″ تا ۳۱° ۴۵′ ۵۸″ عرض شمالی در بخش شمال‌غربی نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ ده‌سلم [۱۲]، جای دارد. با توجه به قرارگیری این منطقه در بخش مرکزی قطعه لوت، شناسایی و بررسی توده‌های نفوذی عمیق-نیمه‌عمیق که خاستگاه کانی‌سازی‌های متعددی در این پهنه است اهمیت دارد. از این رو، هدف اصلی این پژوهش بررسی-های سنگ‌شناسی، تهیه نقشه زمین‌شناسی، تفکیک دقیق واحدهای آذرین، شناسایی و بررسی روند کانی‌سازی مس، رفتار عناصر اصلی، کمیاب و نادرخاکی وتعیین ارتباط زایشی-سنگ شناسی توده‌های نفوذی در منطقه کوه رخنه بوده است. سپس بر اساس همه ویژگی‌های زمین شیمیایی-سنگ شناسی، کانی-شناسی وکانی‌سازی احتمالی، خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی واحدهای سنگی منطقه بررسی شده است.

روش بررسی

برای رسیدن به اهداف این پژوهش، نخست بازدیدهای صحرایی به منظور شناسایی و تفکیک واحدهای آذرین و نمونه‌برداری از واحدهای سنگی و مناطق دارای کانی‌سازی انجام شد. در کل، تعداد ۲۰۰ مقطع نازک و ۲۰ مقطع نازک‌صیقلی تهیه و بررسی گردید. سپس نقشه زمین‌شناسی منطقه با تاکید بر تفکیک واحدهای نفوذی و آتشفشانی در نرم افزار ArcGIS رسم شد. سرانجام بر پایه تغییرات سنگ‌شناسی، تعداد ۱۰ نمونه با کمترین میزان دگرسانی برای انجام تجزیه‌های شیمیایی از توده‌های نفوذی منطقه انتخاب گردید.

نمونه‌های برگزیده، برای اندازه‌گیری مقدار اکسیدهای اصلی، عناصر کمیاب و خاکی نادر پس از خردایش و آماده سازی به روش محلول‌سازی ذوب قلیایی با طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه ACME کشور کانادا تجزیه شدند. تحلیل نتایج تجزیه‌های زمین شیمیایی برای ۱۰ نمونه سنگ از واحدهای نفوذی نیمه‌عمیق با نرم افزار GCDkit و براساس نمودارهای مختلف انجام گردید.



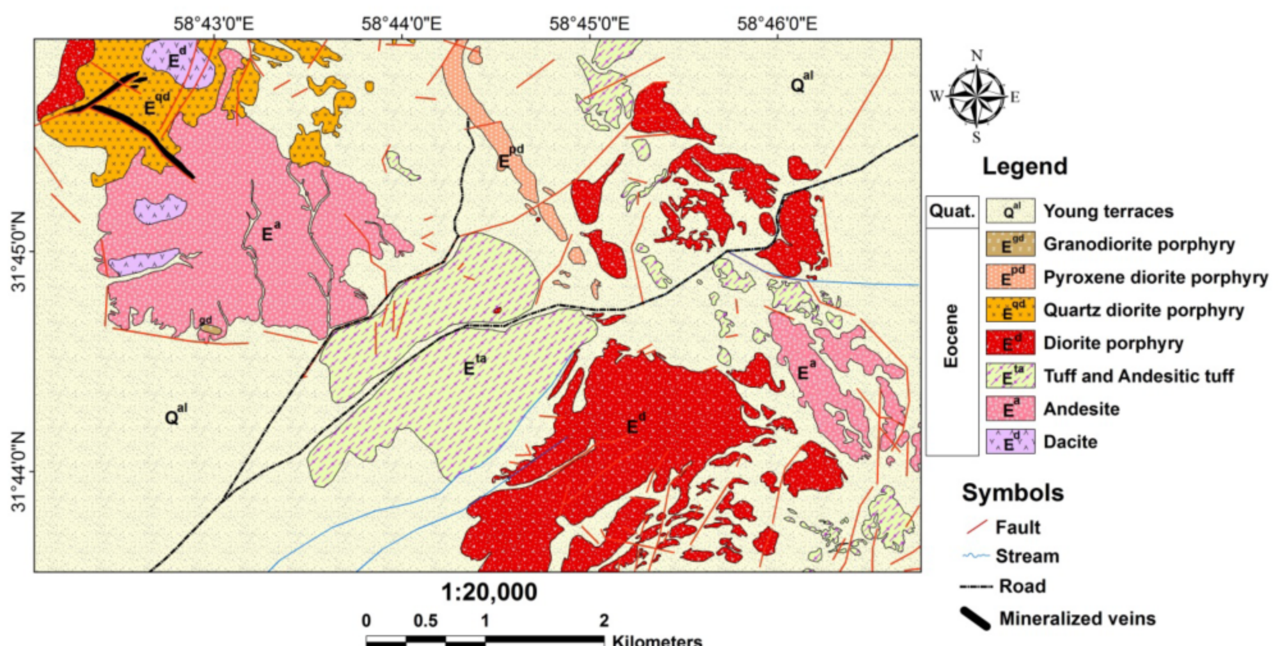
شکل۱ نقشه زمین‌شناسی- ساختاری ایران و موقعیت منطقه مورد بررسی در شمال‌شرق ایران [۱۳].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.4.7]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.261]

زمین‌شناسی منطقه

قطعه لوت با طول حدود ۹۰۰ کیلومتر و پهنای تقریبی ۲۰۰۰ کیلومتر با روند شمالی-جنوبی از شمال با گسل درونه دربرگرفته شده و از جنوب نیز به فرونشست جازموریان می‌رسد [۱۴]. حدود ۶۵ درصد رخنمون‌های سنگی در قطعه لوت را سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی عمیق-نیمه‌عمیق تشکیل می‌دهند [۱۵]. واحدهای آتشفشانی موجود به ترشیری نسبت داده می‌شوند دارای ترکیب آندزیت و بازالت بوده و گدازه‌های آندزیتی بیشتر میزبان رخداد کانی‌سازی در این پهنه هستند [۱۱]. فعالیت‌های ماگمایی در قطعه لوت حدود ۱۶۲-۱۶۵ میلیون سال پیش (اواسط ژوراسیک) شروع شده و در ترشیری به اوج خود رسیده‌اند [۱۶]. شرق ایران به ویژه قطعه لوت پتانسیل بسیار بالایی برای انواع گوناگون کانی‌سازی‌های در ارتباط با فرورانش دارد که بیانگرگستردگی فعالیت‌های ماگمایی در این پهنه است [۱۱].

منطقه اکتشافی کوه رخنه در شمال‌غرب برگه ۱:۲۵۰۰۰۰ ده‌سلم در بخش مرکزی قطعه لوت واقع است. بر اساس این نقشه، واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد بررسی شامل تناوبی از گدازه‌های آندزیتی-بازالتی و واحدهای آذرآواری چون توف هستند. بر پایه بازدیدهای صحرایی و نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ تهیه شده از منطقه کوه رخنه، رخنمون‌های سنگی بیشتر طیف گسترده‌ای از گدازه‌های آتشفشانی، واحدهای آذرآواری و توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق با ترکیب اسیدی-حدواسط هستند (شکل ۲). بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که واحدهای آتشفشانی دارای ترکیب بیشتر داسیت تا آندزیت بوده و واحدهای آذرآواری شامل توف و توف برشی هستند. افزون بر این، توده‌های نیمه‌عمیق منطقه دارای ترکیب سنگ‌شناسی شامل گرانودیوریت پورفیری، تونالیت پورفیری، دیوریت پورفیری،کوارتز دیوریت پورفیری و پیروکسن دیوری پورفیری هستند که درون واحدهای آتشفشانی نفوذ کرده‌اند (شکل ۲). این توده‌های نیمه‌عمیق اسیدی-حدواسط دارای بافت غالب پورفیری هستند که دستخوش دگرسانی‌های پروپلیتی و کربناتی نیز شده‌اند.



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه کوه رخنه با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ .

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.4.7]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.261]

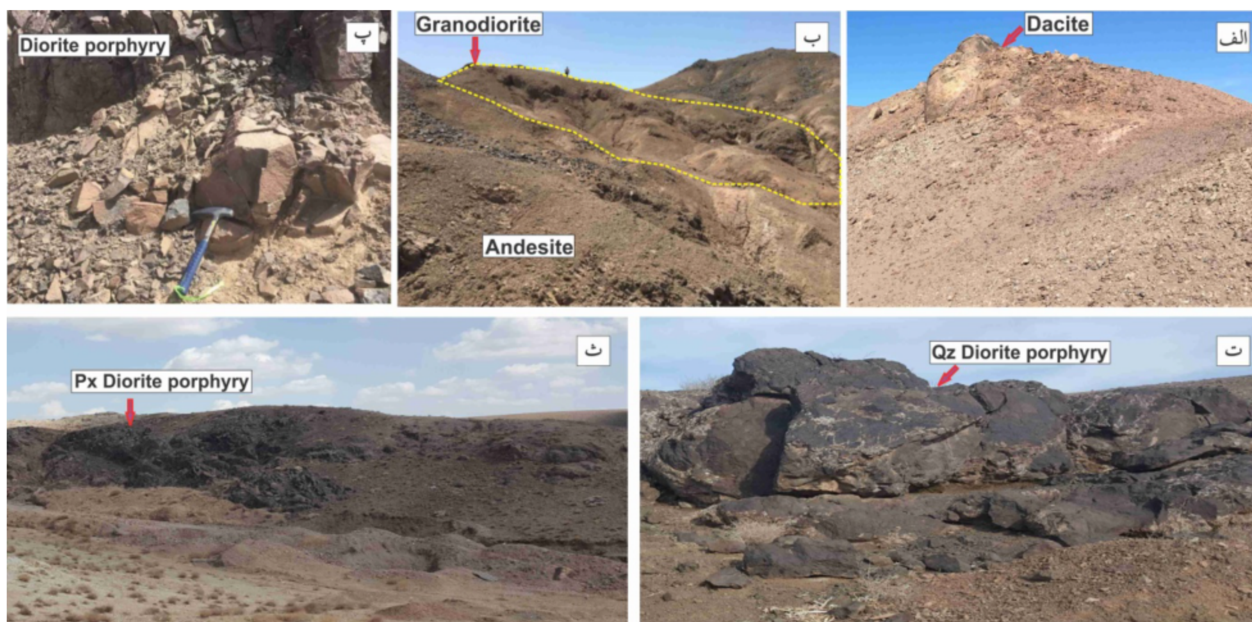
[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.4.7]

[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.261]

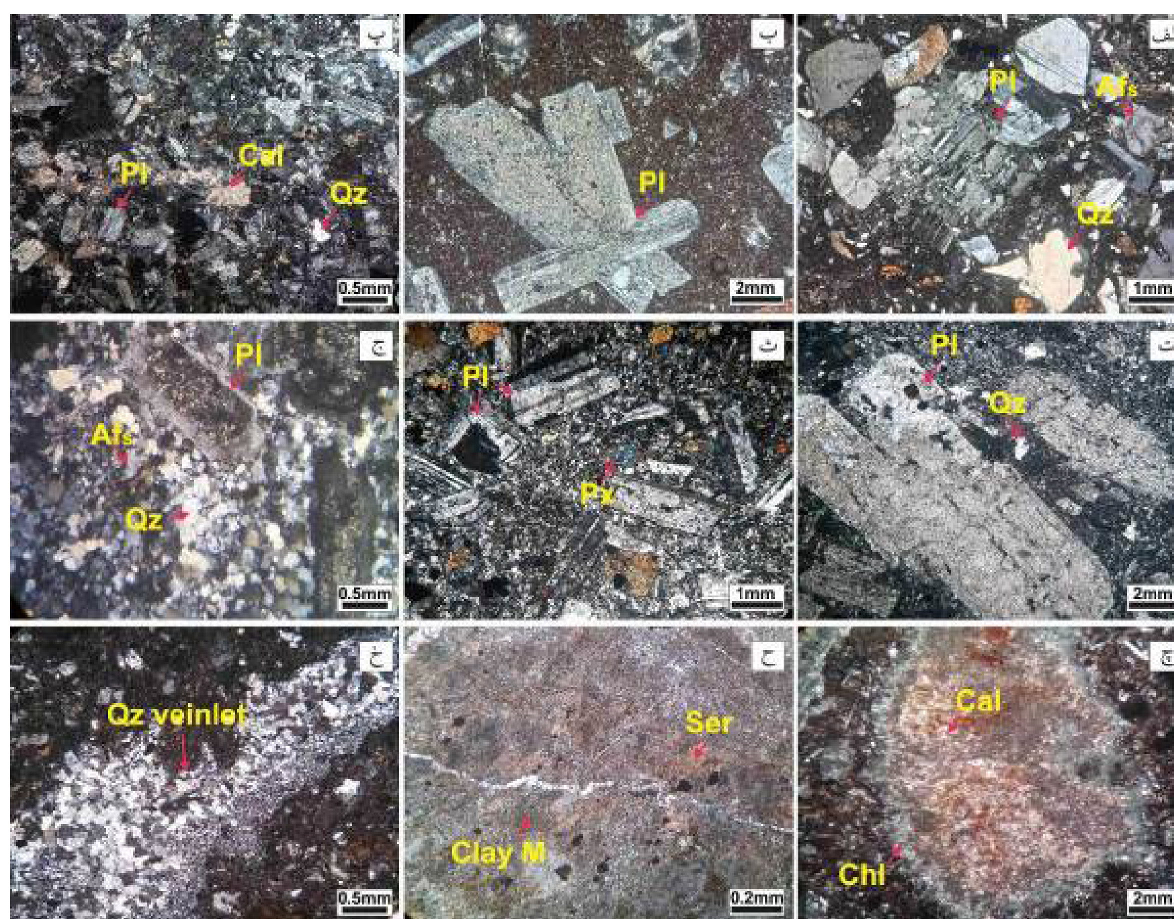
سنگ‌نگاری واحدهای آذرین

داسیت: این واحد آتشفشانی رخنمون‌هایی در شمال غرب و غرب منطقه مورد بررسی دارد (شکل ۳ الف). این واحد دارای بافت غالب پورفیری است و گاهی بافت جریانی و گلومروپورفیری نیز در آن دیده می‌شود. کانی‌های تشکیل- دهنده آن بیشتر پلاژیوکلاز،کوارتز، بیوتیت و هورنبلند هستند که در حدود ۴۰ تا ۴۵ درصد حجم درشت‌بلورهای سنگ را تشکیل می‌دهند. زمینه سنگ نیز شامل پلاژیوکلاز (۷۰ درصد) و کوارتز (۳۰ درصد) است. فراوانترین درشت‌بلور تشکیل- دهنده‌ی این واحد پلاژیوکلاز است که حجمی برابر با ۵۵-۵۰ درصد کل درشت‌بلورهای سنگ را با اندازه ۳-۰٫۲ میلیمتر اشغال می‌کند. پلاژیوکلازها اغلب نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار بوده و بیشتر از نوع آلبیت تا الیگوکلاز هستند. درشت بلورهای کوارتز با لبه خلیجی شکل و اندازه‌ی ۰٫۵ تا ۲ میلیمتر حجمی برابر با ۲۵-۲۰ درصد را شامل می‌شوند. بیوتیت و هورنبلند دو درشت‌بلور مافیک تشکیل‌دهنده‌ی این واحد هستند که بیشتر به صورت شکل‌دار دیده می‌شوند. هورنبلند دارای فراوانی ۱۲- ۱۰ درصد حجمی درشت‌بلورها با اندازه ۰٫۱ تا ۱٫۵ میلیمتر است و اغلب لبه سوخته دارد. بیوتیت نیز به صورت شکل‌دار با اندازه ۰٫۵ تا ۲ میلیمتر حجمی کمتر از ۵ درصد کل درشت بلورهارا شامل می‌شود.کانی‌های کدر نیز کمتر از ۳ درصد حجم کل سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل ۴ الف). مگنتیت تنها کانی فرعی موجود در این واحد است. پلاژیوکلازها گاهی به اپیدوت و کلریت تبدیل شده است و هورنبلند کلرتی و کربنات کلسیم نیز دگرسان شده هستند.

آندزیت: این واحد بیش‌ترین گسترش را در بخش شرقی و شمال‌غربی منطقه کوه رخنه دارد (شکل ۳ ب). این واحد آتشفشانی دارای بافت پورفیری و دربردارنده درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، هورنبلند، پیروکسن و بیوتیت است که حدود ۴۵ تا ۵۰ درصد حجم سنگ را شامل می‌شوند. خمیره سنگ نیز اغلب از پلاژیوکلاز تشکیل شده است. پلاژیوکلاز به عنوان مهمترین درشت‌بلور موجود دارای فراوانی ۸۵-۷۵ درصد و اندازه ۱-۵ میلیمتر است. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و بر اساس زاویه خاموشی بیشتر از نوع آندزین تا الیگوکلاز هستند. فراوانی پیروکسن ۵-۳ درصد، هورنبلند ۴-۲ درصد، بیوتیت ۳-۱ درصد و کانی‌های کدر ۳-۱ درصد است (شکل ۴-ب). اکسیدهای آهن و مگنتیت مهم‌ترین کانی‌های فرعی این واحد هستند. در این واحد، درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در برخی نقاط در حال تبدیل به کانی‌های رسی، کلریت و کربنات هستند.



شکل ۳ تصاویر رخنمون صحرایی واحدهای آذرین منطقه کوه رخنه: الف) رخنمون گنبد داسیتی همراه با فرسایش پوست پیازی (دید به سمت شمال‌غرب)، ب) رخنمون صحرایی دایک گرانودیوریتی نفوذ کرده درون واحد آندزیتی (دید به سمت غرب)، پ) نمایی از واحد دیوریت پورفیری، ت) واحد کوارتز دیوریت پورفیری (دید به سمت غرب) و ث) رخنمون واحد پیروکسن دیوریت پورفیری (دید به سمت شمال).



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی واحدهای آذرین رخنمون یافته در منطقه مورد بررسی: الف) بلورهای کوارتز با لبه خلیجی مانند در واحد داسیت همراه با پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی؛ ب) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه پورفیری درون واحد آندزیت، پ) واحد دیوریت پورفیری دارای درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز همراه با کربنات کلسیم، ت) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز در واحد کوارتز دیوریت پورفیری، ث) درشت-بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز در واحد پیروکسن دیوریت پورفیری؛ ج) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در خمیره شامل فلدسپار قلیایی و کوارتز درون واحد گرانودیوریت پورفیری، چ) دگرسانی کربناتی و پروپلیتی دارای کانی‌های ثانویه کربنات کلسیم و کلریت، ح) دگرسانی سریسیتی و آرژیلیکی و خ) دگرسانی سیلیسی و رگچه دارای کوارتز ثانویه. تصاویر در نور قطبیده متقاطع (XPL) ثبت شده‌اند. (Px: پیروکسن، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز، Ser: سرسیت، Chl: کلریت، Clay M: کانی های رسی، Cal: کلسیت، Afs: فلدسپار قلیایی [۱۷].

دیوریت پورفیری: این واحد به صورت استوک در بخش‌های شرقی تا جنوب منطقه گسترش یافته است (شکل ۳-پ). این واحد دارای بافت پورفیری با زمینه ریزدانه‌ای است و درشت-بلورها در زمینه دانه‌ریز قرار دارند. درشت‌بلورهای تشکیل-دهنده‌ی این واحد حدود ۶۰-۵۵ درصد حجمی کل سنگ را تشکیل می‌دهند و شامل پلاژیوکلاز با فراوانی ۷۵-۶۵ درصد و اندازه‌ی تا ۳ میلیمتر، ۱۰-۵ درصد هورنبلند تا حدود ۱٫۵ میلیمتر، ۷-۵ درصد کوارتز با اندازه‌ی نزدیک به ۱ میلیمتر، ۵-۳ درصد بیوتیت تا ۲ میلیمتر و کانی کدر با فراوانی ۳-۱ درصد هستند (شکل ۴ ت). در زمینه نیزکانی‌های مشابه با درشت‌بلورها حضوردارند. مگنتیت مهمترین کانی فرعی این واحد است. پلاژیوکلازها به کربنات کلسیم و سرسیت تبدیل شده‌اند. همچنین هورنبلندهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار به کلریت و گاهی کلسیت تبدیل گردیده‌اند.

کوارتز دیوریت پورفیری: این واحد به صورت استوک در بخش-های شمالی و شمال‌غربی منطقه سفیدکوه رخنمون یافته است (شکل ۳ ت). بافت این واحد پورفیری با زمینه دانه‌ریز است و درشت‌بلورهای موجود ۴۰-۳۵درصد حجمی کل سنگ را تشکیل می‌دهند. این واحد شامل درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با فراوانی ۷۵-۷۰ درصد و اندازه‌ی حدود ۳ میلیمتر، ۱۲-۸

درصد کوارتزهای بی‌شکل تا حدود ۰/۵ میلیمتر، ۸-۵ درصد هورنبلندهای خودشکل تا نیمه‌خودشکل با اندازه ۳-۱ میلیمتر و ۵-۳ درصد کانی کدر است (شکل ۴ پ). کانی فرعی این واحد نیز مگنتیت است. در این واحد، پلاژیوکلازها که از نوع الیگوکلاز تا آندزین هستند اغلب به سرسیت و کمتر به کربنات کلسیم تبدیل شده‌اند.

پیروکسن دیوریت پورفیری: این واحد رخنمون‌هایی در بخش شمالی منطقه مورد بررسی دارد (شکل ۳ ث). بافت غالب آن پورفیری و به طور فرعی خال خال بوده و شامل درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن، بیوتیت و کوارتز است. از مجموع ۴۰ درصد درشت‌بلورهای تشکیل دهنده‌ی این واحد پلاژیوکلاز دارای فراوانی ۶۵-۶۰ درصد با اندازه ۲ میلیمتر، پیروکسن ۱۵-۱۰ درصد با اندازه تا حدود ۱/۵ میلیمتر، هورنبلند ۱۰-۷ درصد در اندازه‌ی ۰/۳-۱ میلیمتر، کوارتز ۳-۱ درصد با اندازه تا ۰/۵ میلیمتر و کانی کدر ۷-۵ درصد است (شکل ۴ ث). زمینه نیز دارای پلاژیوکلاز و کوارتز است (شکل ۳ ب). آپاتیت و مگنتیت از مهم‌ترین کانی‌های فرعی در این توده نیمه‌عمیق هستند. پیروکسن‌ها نیز به کلریت تجزیه شده‌اند.

گرانودیوریت پورفیری: این واحد به صورت دایک در بخش‌های غربی منطقه گسترش یافته است (شکل ۳ ب). بافت این سنگ پورفیری با زمینه ریزدانه‌ای و خال خال است و درشت‌بلورهای آن شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، کوارتز و بیوتیت هستند که حدود ۵۰-۴۵ درصدحجمی کل سنگ را تشکیل می‌دهند. خمیره سنگ نیز شامل پلاژیوکلاز و کوارتز است. در این واحد، پلاژیوکلازهای تقریبا شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دارای فراوانی ۶۵-۶۰ درصد با اندازه‌ی ۲-۰/۳ میلیمتر، کوارتز ۱۸-۱۵درصد تا حدود ۰/۵ میلیمتر، فلدسپار قلیایی (میکروکلین) ۱۲-۱۰ درصد در اندازه‌ی ۱/۵-۰/۲ میلیمتر، بیوتیت ۴-۱درصد تا یک میلیمتر و کانی‌های کدر کمتر از یک درصد هستند (شکل ۴ ج). اکسیدهای آهن و آپاتیت کانی‌های فرعی این سنگ هستند. در این واحد، پلاژیوکلازها تا حدود۹۰درصد به کانی-های رسی دگرسان شده‌اند.

دگرسانی

با توجه به بررسی‌های صحرایی و سنگ نگاری انجام شده بر رخنمون‌های سطحی و همچنین مقاطع نازک و صیقلی، پنج نوع دگرسانی پروپیلیتی-کلریتی، سرسیتی، آرژیلیک، کربناتی و سیلیسی شدن در منطقه سفیدکوه شناسایی شده است.

دگرسانی پروپیلیتیک- کلریتی: پهنه دگرسانی کلریتی اغلب همراه با پهنه دگرسانی پروپیلیتیک است. این دگرسانی بیشتر بر واحدهای آندزیت و داسیت اثر گذاشته است. کانیهای اصلی تشکیل‌دهنده این دگرسانی، کلریت، اپیدوت وکربنات کلسیم هستند که اغلب از تجزیه پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک ناشی شده‌اند. شدت این دگرسانی در منطقه ضعیف تا متوسط است (شکل ۴ چ).

دگرسانی کربناتی: این نوع دگرسانی بیشترین حجم را در منطقع مورد بررسی دارد و همراه با پهنه‌های دارای کانی‌سازی دیده می‌شود. این دگرسانی در همه واحدهای سنگی حضور داشته اما بیشترین گسترش را در واحد آندزیتی دارد (شکل ۴ چ). مهمترین کانی فرآورده این دگرسانی کلسیت است. در این دگرسانی، کانی‌های پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک چون بیوتیت، هورنبلند و پیروکسن به کربنات کلسیم (کلسیت) تبدیل شده‌اند (شکل ۴ ذ).

دگرسانی سرسیتی شدن: این دگرسانی به مقدار کم بر توده‌های کوارتز دیوریت پورفیری و دیوریت پورفیری و واحد آندزیت اثر داشته است. مهمترین کانی برآمده از این دگرسانی سرسیت بوده که از تجزیه بیش از ۸۰ درصد بلورهای پلاژیوکلاز تشکیل شده است. شدت این دگرسانی در منطقه ضعیف است (شکل ۴ ح).

دگرسانی آرژیلیکی: این منطقه به علت شدت بالای دگرسانی با تخریب بافتی همراه است و گسترش قابل توجهی در مرکز، غرب و جنوب غرب منطقه را به صورت نقاط کم ارتفاع و تپه ماهوری راشامل می‌شود (شکل ۴ ب). این دگرسانی بیشتر در واحدهای آتشفشانی چون داسیت و آندزیت دیده می‌شود. پلاژیوکلازهای موجود در این واحدها تا حدود ۵۰ درصد به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. شدت این دگرسانی در منطقه متوسط تا شدید است (شکل ۴ ح).

دگرسانی سیلیسی: دگرسانی سیلیسی مهمترین دگرسانی در منطقه اکتشافی کوه رخنه بوده که در مرکز پهنه کانی‌سازی رخ داده است. این دگرسانی در بیشتر بخش‌ها همراه با کانی-های کربناتی (کلسیت) بوده و بخشی از کانی‌سازی منطقه درون سیلیس توده‌ای رخ داده است (شکل ۴ خ).

کانی‌سازی

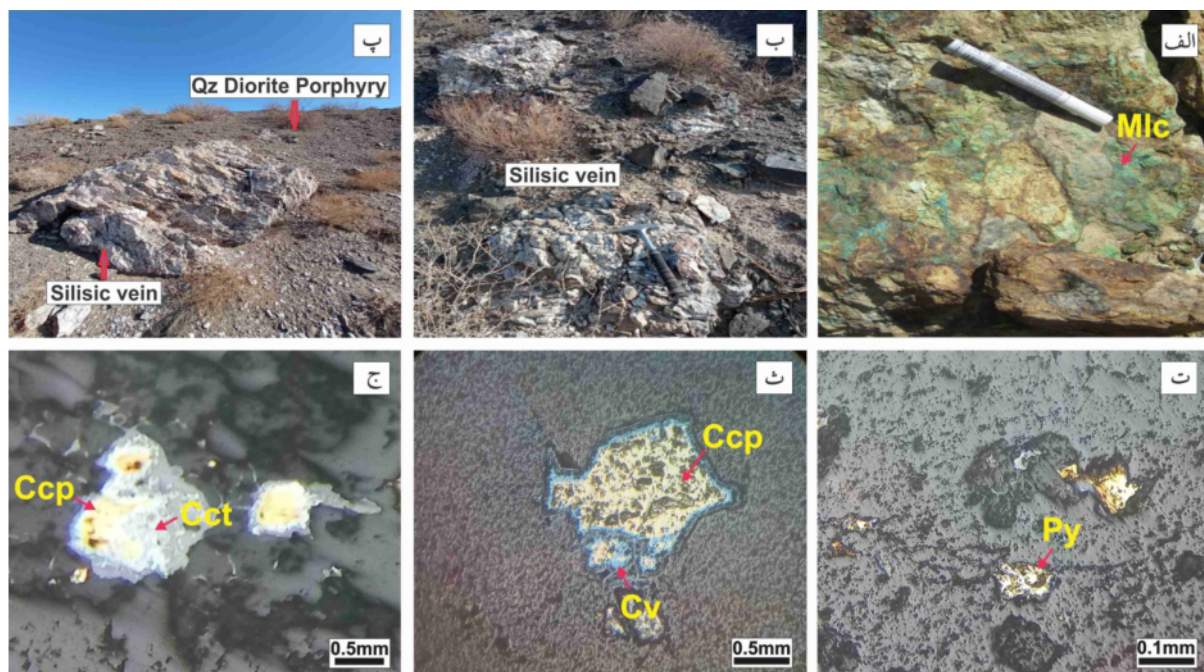
کانی‌سازی مس در منطقه اکتشافی کوه رخنه همروند با شکستگی‌ها و ساختارهای گسل‌خورده رخ داده است. عملکرد

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.4.7]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.261]

سامانه‌های گسلی در منطقه مهمترین عامل کانی‌سازی بوده است به طوری که مهمترین فضاها را برای جایگیری ماده معدنی ایجاد نموده‌اند. در اثر عملکرد این ساختارهای زمین ساختی، سه نوع رگه اصلی دربردارنده مواد معدنی با راستای شمال غرب-جنوب‌شرق در منطقه کوه رخنه تشکیل شده‌اند. همچنین این رگه‌ها درون واحدهای آندزیتی تا دیوریتی تمرکز یافته‌اند که اغلب همراه با دگرسانی سیلیسی، آرژیلیک و به ندرت کربناتی هستند. دگرسانی سیلیسی ارتباط نزدیکی با رگه‌های دربردارنده کانه دارد و در لبه این رگه‌ها دیده می‌شود. کانه‌های اولیه شامل پیریت و کالکوپیریت و کانه‌های ثانویه این رگه‌ها کالکوسیت، کوولیت و مالاکیت هستند (شکل ۵). کانی-سازی درون این رگه‌ها نیز به صورت رگه-رگچه‌ای، توده‌ای، جانشینی و برشی رخ داده است. در این منطقه، سه رگه اصلی کانه‌دار که با A، B و C نامگذاری شدند (شکل ۶)، هریک ویژگی‌هایی دارند که در ادامه بیان می‌شوند.

کانی / مرحله	اولیه	ثانویه
پیریت	————	
کالکوپیریت	————	
کوارتز	━━━━	
کالکوسیت		------------
کوولیت		------------
مالاکیت		━━━━

شکل ۵ توالی همبرزایی کانی‌های اولیه و ثانویه در منطقه کوه رخنه.



شکل ۶ تصویرهای رخنمون صحرایی و نمونه میکروسکوپی از انواع رگه‌ها و کانه‌های موجود در منطقه کوه رخنه: الف) رخنمون صحرایی از روند کانی‌سازی مس در منطقه و حضور کانی مالاکیت، ب) نمایی از رگه نوع A دارای کوارتز با کانی‌سازی مس(دید به سمت غرب)، پ) رگه‌های B و C در واحد کوارتز دیوریت پورفیری (دید به سمت شمال‌غرب)، ت) کانه نیمه شکلدار پیریت به صورت پراکنده، ث) کالکوپیریت‌های پراکنده درون رگه‌های کوارتزدار که از لبه با کوولیت جانشین شده‌اند و ج) کانه ثانویه کالکوسیت که جانشین کالکوپیریت شده است. تصاویر میکروسکوپی در نور قطبیده صفحه‌ای (PPL) بازتابی ثبت شده‌اند. Cc: کالکوسیت، Cv: کوولیت، Ccp: کالکوپیریت، Py پیریت [۱۷].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.4.7]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.261]

رگه A: این رگه با ضخامت متغیر بین ۲ تا ۱ متر و طول ۳۱۰۰ متر در بخش شمالی منطقه مورد بررسی و با راستای شمال-غرب-جنوب‌شرق رخنمون یافته است (شکل ۶ ب). در طول این رگه بیشترین رخنمون ماده معدنی را می‌توان دیده نمود، به طوری که بخش جنوب رگه، به طول ۱۱۰۰ متر کاملا پیوسته بوده و به غیر از چند جابه جایی کوچک که در اثر عملکرد گسل‌ها در منطقه ایجاد شده است، ناپیوستگی طولی در آن دیده نمی‌شود. در انتهای شمال‌غربی این رگه، آثار کارهای شدادی و معدنکاری قدیمی به صورت چاه‌هایی با دهانه آغشته به مالاکیت نیز دیده می‌شود. رگه کوارتزی اصلی‌ترین بخش همراه با این سامانه رگه‌ای است. این رگه‌ها از کوارتزهای ریزبلورین (نهان بلوری) همروند با رگه‌های کانه‌دار تشکیل شده‌اند. پهنه گوسان، کانی‌های سولفیدی و اکسیدی مس مهمترین شواهد کانی‌سازی در این بخش هستند.

رگه‌های B و C: در دورترین بخش شمال‌غربی منطقه کوه رخنه دورگه به نسبت موازی گسترش یافته‌اند. آثار کانی‌سازی به صورت پهنه گوسان، آغشتگی‌های ضعیف از مالاکیت همراه با کانی‌های سولفیدی و رگه-رگچه‌های کوارتز-سولفید است. رگه B با طول تقریبی ۱۶۰۰ متر به صورت دیواره‌ای کاملا برجسته در دورترین بخش شمال‌غربی منطقه دیده می‌شود. رگه C به طول حدود ۶۰۰ متر، رخنمون کمی در سطح دارد و تنها به صورت لکه‌هایی از اکسید آهن (پهنه گوسان) همراه کوارتز و کربنات کلسیم در شمال‌شرق رگه B واقع است (شکل ۶ پ).

زمین شیمی توده‌های نیمه‌عمیق

داده‌های تجزیه زمین شیمیایی اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و خاکی نادر برای توده‌های نیمه‌عمیق منطقه کوه رخنه در جدول ۱ ارائه شده است. در نمونه‌های مورد بررسی، مقدار SiO_2 از ۵۰/۱۱ تا ۷۳/۶ درصد در تغییر است و واحد تونالیت پورفیری بیشترین و پیروکسن دیوریت پورفیری کمترین مقدار را دارند. بنابراین براساس نمودار نامگذاری سنگ‌های آذرین درونی SiO_2 نسبت به Na_2O+K_2O [۱۸]، نمونه‌های سنگی مورد بررسی در گستره‌های گرانیت، گرانودیوریت، کوارتزدیوریت، دیوریت و گابرو واقع هستند (شکل ۷ الف). این نتایج تا حدی با بررسی‌های صحرایی و سنگ نگاری همخوانی دارد. از طرفی برای شناسایی سری ماگمایی و تعیین وابستگی این نفوذی‌های نیمه‌عمیق از نمودار عنصرهای جزئی کم تحرک Zr/Y نسبت به Th/Yb [۱۹] استفاده شد. بر این اساس، همه نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو ماگماهای آهکی قلیایی واقع هستند (شکل ۷ ب). همچنین بر اساس داده‌ها و نمودار A/CNK نسبت به A/NK [۲۰]، نمونه‌های منطقه مورد بررسی اغلب ماهیت متاآلومین و گاهی بسیار ملایم پرآلومین نشان می‌دهند (شکل ۷ پ). افزون بر این، برای تعیین نوع و تفکیک توده‌های نیمه‌عمیق نوع I و A در منطقه کوه رخنه از نمودار SiO_2 نسبت به Zr [۲۱] استفاده شد (شکل ۷ ت). بر این اساس، توده‌های نفوذی منطقه مورد بررسی در قلمرو گرانیتوئیدهای نوع I واقع هستند.

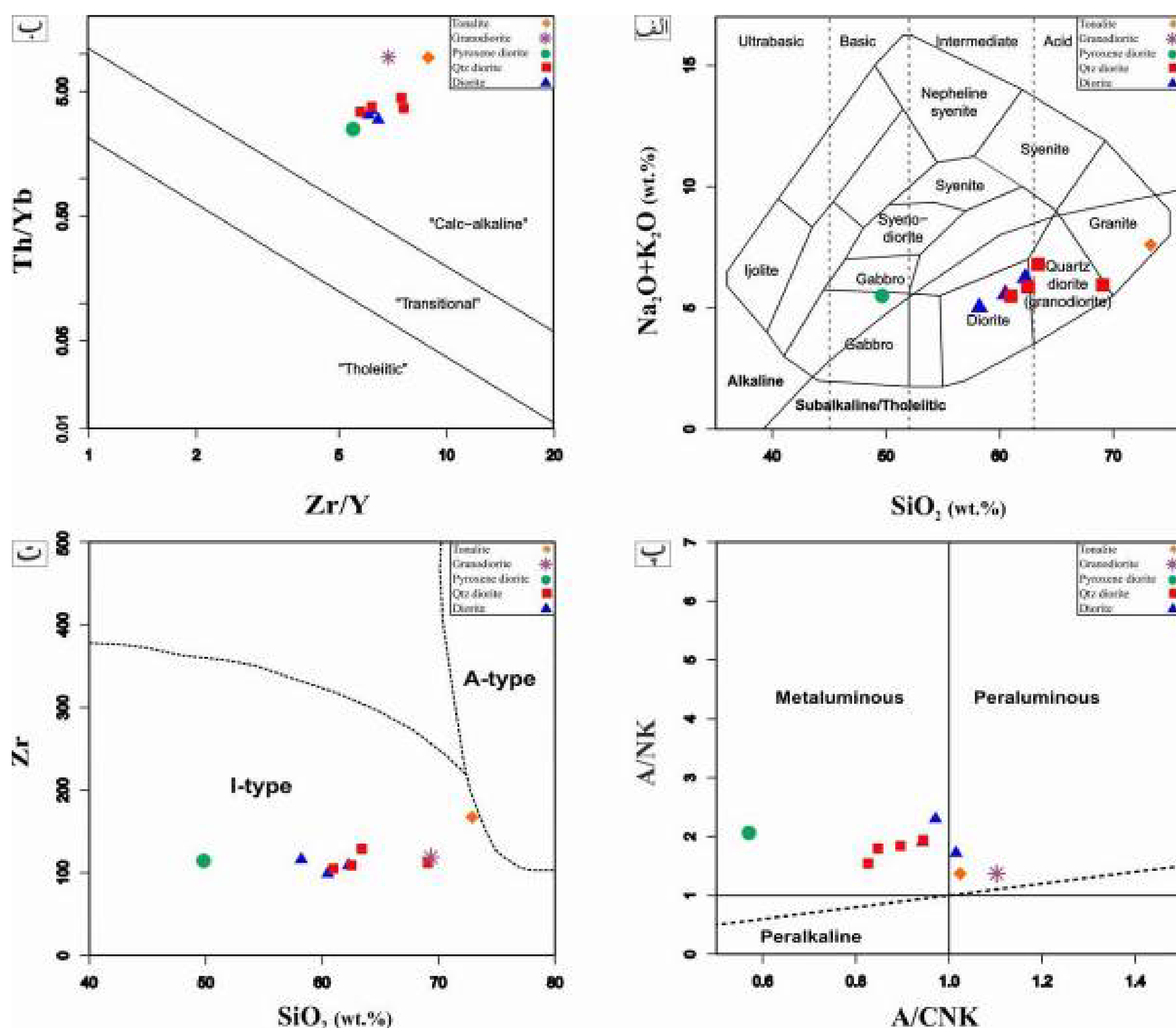
از سوی دیگر، برای شناسایی و بررسی روابط زایشی و دگرگونی‌های ماگمایی در یک مجموعه سنگی، از نسبت عنصرهای خاکی نادر و کمیاب و نمودارهای عنکبوتی استفاده می‌شود. از آنجا که عنصرهای خاکی نادر (REE) و کمیاب، بی‌تحرک و ساکن هستند و پدیده‌های دگرسانی و گرمابی کمترین اثر را بر آنها دارند، الگوی پراکندگی و فراوانی آنها ویژگی‌های زمین شیمیایی و خاستگاه ماگمای اولیه و سازنده آنها را نشان می‌دهد [۲۲]. نمودار عنکبوتی عنصرهای کمیاب و خاکی نادر بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای توده‌های نیمه‌عمیق منطقه کوه رخنه در شکل ۸ الف نشان داده شده است [۲۳]. در این نمودار، غنی‌شدگی از عنصرهای سنگ دوست بزرگ یون (LILE) چون Rb, K و Cs و تهی‌شدگی در عنصرهای با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Nb, Ti و P دیده می‌شود. تهی‌شدگی در Nb و Ti را می‌توان به حضور کانی‌های تیتانیم‌دار در خاستگاه ماگما نسبت داد [۲۴]. همچنین حضور کانی آپاتیت در خاستگاه از دلایل عمده کاهش مقدار عنصر P است. ناهنجاری منفی Nb, Ti وTa که می‌تواند نشان‌دهنده‌ی نقش پوسته در تولید ماگما باشد، از ویژگی‌های بارز ماگماهای تشکیل شده در پهنه فرورانش کرانه‌های فعال قاره‌ای است و افزایش آنها بیانگر آلایش هر چه بیشتر پوسته‌ی قاره‌ای در ماگماست [۲۵]. افزون بر این، نسبت Zr/Nb از دیگرمولفه‌های اصلی در تعیین آلایش ماگما با پوسته قاره‌ای است. این نسبت برای همه واحدهای نیمه‌عمیق منطقه کوه رخنه بین ۱۶/۲ تا ۳۲/۲۵ متغیر بوده و مقادیر هر چه بیشتر آن نشان‌دهنده‌ی کمترین آلایش پوسته‌ای در ماگماست [۲۶].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.4.7]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.261]

جدول۱ نتایج تجزیه‌ی زمین شیمیایی عنصرهای اصلی (٪)، کمیاب و خاکی نادر (ppm) به روش ICP-MS در توده‌های نفوذی منطقه کوه رخنه.

S.N	H-18	H-7	H-20	H-22	H-31.1	H-03	LO-3-2	H-11	H-13	H-24
X	31°44'40"	58°44'45"	58°42'41"	58°45'12 "	58°44'51"	58°42'23″	58°42'23″	58°42'35″	58°42'52″	58°43'32″
Y	58°42'42"	31°45'20"	31°44'41"″	31°43'51"	31°43'46"	31°45'54"	31°45'54"	31°45'35″	31°45'49″	31°45'49″
Rock type	Tonalite	Px diorite	Granodiorite	Diorite	Diorite	Diorite	Qz diorite	Qz diorite	Qz diorite	Qz diorite
SiO_2	۷۳٫۶	۵۰٫۱۱	۶۹٫۳۳	۵۸٫۲۱	۶۲٫۲۶	۶۰٫۵۰	۶۰٫۹۸	۶۲٫۵۱	۶۳٫۳۹	۶۹٫۰۹
TiO_2	۰٫۲۵۸	۰٫۹۰	۰٫۳۸	۰٫۶۳	۰٫۵۷	۰٫۴۹	۰٫۵۰	۰٫۵۴	۰٫۵۵	۰٫۶۴
Al_2O_3	۱۳٫۴۲	۱۵٫۰۰	۱۳٫۷۳	۱۷٫۵۴	۱۴٫۹۴	۱۴٫۴۱	۱۴٫۴۲	۱۴٫۸۲	۱۴٫۴۶	۱۵٫۱۴
Fe_2O_{3t}	۲٫۱۲	۸٫۶۹	۳٫۴۵	۶٫۲۶	۵٫۴۶	۴٫۹۷	۵٫۱۱	۶٫۰۹	۵٫۶۱	۶٫۷۷
MnO	۰٫۰۳۷	۰٫۱۵	۰٫۲۰	۰٫۱۳	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۰٫۰۰	۰٫۰۸	۰٫۱۱	۰٫۱۶
MgO	۰٫۵	۴٫۳۸	۱٫۲۹	۲٫۴۴	۳٫۱۰	۱٫۹۸	۲٫۰۲	۳٫۱۷	۲٫۵۲	۳٫۰۲
CaO	۱٫۸۲	۱۰٫۲۹	۱٫۳۴	۵٫۷۴	۳٫۳۲	۴٫۲۴	۴٫۳۰	۵٫۰۹	۴٫۴۷	۴٫۷۸
Na_2O	۲٫۸	۲٫۳۸	۲٫۹۴	۳٫۹۰	۳٫۴۵	۲٫۷۶	۲٫۶۸	۳٫۳۶	۳٫۶۰	۳٫۱۶
K_2O	۴٫۸	۳٫۱۱	۴٫۷۹	۱٫۱۲	۲٫۷۸	۲٫۸۰	۲٫۸۲	۲٫۵۱	۳٫۱۹	۲٫۷۹
P_2O_5	۰٫۰۸	۰٫۴۱	۰٫۰۹	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۸	۰٫۱۶	۰٫۱۹	۰٫۲۱
LOI	۰٫۸۶	۳٫۴۹	۲٫۴۸	۳٫۵۱	۲٫۷۴	۱٫۱۲	۱٫۲۷	۱٫۴۵	۱٫۶۷	۱٫۶۷
Total	۱۰۰٫۳	۹۸٫۹۰	۱۰۰٫۰۰	۹۹٫۶۵	۹۸٫۸۹	۹۸٫۵	۱۰۰٫۶۰	۱۰۰٫۶۰	۱۰۰٫۲۰	۹۹٫۹۲
V	۳۰	۲۶۳	۵۹	۱۶۱	۱۳۲	۳۱۱	۳۱۸	۱۳۴	۱۴۳	۲۱۵
Co	۳	۳۳	۶	۱۲	۱۲	۱۱	۱۲	۱۶	۱۳	۱۶
Cs	۱۰٫۳	۱٫۳	۱۰٫۸	۳٫۹	۴٫۲	۴٫۹	۵	۱٫۸	۴	۲٫۹
Ba	۵۱۵	۶۸۰	۴۹۹	۲۲۷	۵۲۰	۴۴۶	۴۵۴	۴۸۷	۵۷۴	۴۹۶
Rb	۱۹۳	۹۲	۲۰۳	۴۶	۸۹	۸۶	۸۹	۷۴	۸۲	۸۹
Sr	۱۵۶	۱۱۶۶	۲۱۱	۳۶۶	۴۸۳	۴۵۴	۴۶۸	۴۸۵	۴۲۵	۵۱۴
Y	۱۸	۲۰	۱۷	۱۸	۱۸	۱۶	۱۷	۱۹	۱۷	۱۵
Zr	۱۶۷	۱۱۲	۱۱۷	۱۱۶	۱۰۹	۹۹	۱۰۵	۱۰۹	۱۲۹	۱۱۲
Nb	۶	۷	۶	۶	۵	۴	۵	۵	۴	۶
Ga	۱۳	۱۵	۱۳	۱۶	۱۴	۱۳	۱۳	۱۴	۱۶	۱۵
Hf	۴٫۴	۲٫۷	۳٫۳	۲٫۷	۲٫۷	۲٫۴	۲٫۵	۳	۳٫۲	۲٫۸
Ta	۰٫۸	۰٫۴	۰٫۹	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۶
Th	۲۱٫۶	۵٫۹	۱۹٫۷	۷٫۱	۷٫۸	۷٫۴	۷٫۹	۷٫۹	۷٫۷	۸٫۹
U	۴٫۶	۱٫۵	۴٫۵	۱٫۸	۱٫۹	۱٫۹	۱٫۹	۱٫۹	۱٫۹	۲٫۲
La	۲۸	۲۷٫۸	۲۸٫۶	۱۹٫۸	۱۹٫۷	۱۸٫۸	۱۹٫۴	۱۹٫۲	۱۸٫۴	۲۲٫۲
Ce	۵۲٫۵	۵۴٫۶	۵۴٫۱	۳۷٫۹	۳۸	۳۵٫۵	۳۸٫۳	۳۷٫۱	۳۵٫۹	۴۲٫۵
Pr	۵٫۳۴	۶٫۶۳	۵٫۷۲	۴٫۲۱	۴٫۲۸	۳٫۹۶	۴٫۳۲	۴٫۲	۳٫۹۶	۴٫۶۴
Nd	۱۷٫۷	۲۷٫۵	۲۰٫۲	۱۵٫۶	۱۶٫۷	۱۵٫۵	۱۶٫۴	۱۶٫۳	۱۶٫۲	۱۸٫۶
Sm	۳٫۵	۶٫۴	۴٫۳	۳٫۶	۳٫۶	۳٫۹۶	۴٫۳۲	۴٫۲	۳٫۹۴	۴٫۶۴
Eu	۰٫۶۱	۱٫۸۴	۰٫۷۴	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۰٫۹۱	۰٫۳	۱٫۰۲	۱٫۰۲	۱٫۲۲
Gd	۳٫۱	۵٫۴	۳٫۴	۳٫۳	۳٫۶	۳٫۳	۳٫۵	۳٫۶	۳٫۷	۳٫۶
Tb	۰٫۵	۰٫۸	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۶
Dy	۳٫۱	۴٫۶	۳٫۳	۳٫۶	۳٫۶	۳٫۳	۳٫۶	۳٫۸	۳٫۶	۳٫۳
Ho	۰٫۷	۰٫۹	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۷
Er	۱٫۹	۲٫۳	۲	۲٫۳	۲٫۲	۲	۲٫۱	۲٫۲	۲٫۲	۱٫۹
Tm	۰٫۲۹	۰٫۳۴	۰٫۳	۰٫۳۳	۰٫۳۶	۰٫۳۱	۰٫۳۱	۰٫۳۴	۰٫۳۱	۰٫۲۸
Yb	۲٫۱	۲٫۳	۲٫۱	۲٫۴	۲٫۴	۲٫۱	۲٫۱	۲٫۳	۲٫۱	۲
Lu	۰٫۳۵	۰٫۳۶	۰٫۳۵	۰٫۳۸	۰٫۳۶	۰٫۳۲	۰٫۳۵	۰٫۳۷	۰٫۳۴	۰٫۳۲
Eu/Eu*	۰٫۵۷	۰٫۹۶	۰٫۵۹	۰٫۸۸	۰٫۸۴	۰٫۷۷	۰٫۵۴	۰٫۸	۰٫۸۲	۰٫۹۱
$(La/Yb)_N$	۸٫۹۹	۸٫۱۵	۹٫۱۸	۵٫۵۶	۵٫۵۳	۵٫۸۴	۶٫۲۳	۵٫۶۳	۵٫۹۱	۷٫۴۸

$(La/Yb)_N$ =La normalized by chondrite/Yb normalized by chondrite. (Eu^* =[Eu_N/(Sm_N × Gd_N)1/2].



شکل ۷ نمودارهای زمین شیمیایی توده‌های نفوذی منطقه شمال بهاریه: الف) نامگذاری توده‌های نفوذی منطقه بر نمودار TAS [۱۸]، ب) نمودار Zr/Yb نسبت به Th/Yb [۱۹] برای تعیین سری ماگمایی، پ) نمودار تعیین شاخص اشباع ازآلومین [۲۰] و ت) جایگاه توده‌های نفوذی منطقه شمال بهاریه در نمودار SiO_2 نسبت به Zr [۲۱].

در نمودار بهنجار شده عناصر خاکی نادر نسبت به ترکیب کندریت [۲۷] برای توده‌های نیمه‌عمیق منطقه روند کلی تغییرات عناصر در نمونه‌های مورد بررسی تا حدی مشابه بوده که نشانگر یکسان بودن خاستگاه شکل‌گیری آنهاست (شکل ۸ ب). با توجه به این نمودار، عنصرهای خاکی نادر سبک (LREE) در مقایسه با عنصرهای خاکی نادر سنگین (HREE) غنی‌شده‌تر هستند. مقدار عناصر سبک‌تر با شیب بیش‌تری نسبت به عناصر سنگین کاهش می‌یابد (شکل ۸ ب). بالا بودن مقدار عناصر سبک‌تر می‌تواند بیانگر رخداد جدایش ماگمایی و یا به دلیل وجود ماگما در مراحل اولیه ذوب بخشی یا مراحل آخر تبلور جدایشی در مذاب باشد. از طرفی، عناصر سنگین‌تر یک روند خطی و تقریبا صاف را نشان می‌دهند که می‌تواند بیانگر نبود گارنت در سنگ خاستگاه ماگمای مادر این توده‌ها باشد. این روند غنی‌شدگی و تهی‌شدگی عنصرهای سبک نسبت به عنصرهای سنگین‌تر از ویژگی‌های بارز ماگماهای آهکی‌قلیایی تشکیل شده در پهنه فرورانش است [۲۲، ۲۸، ۲۹].

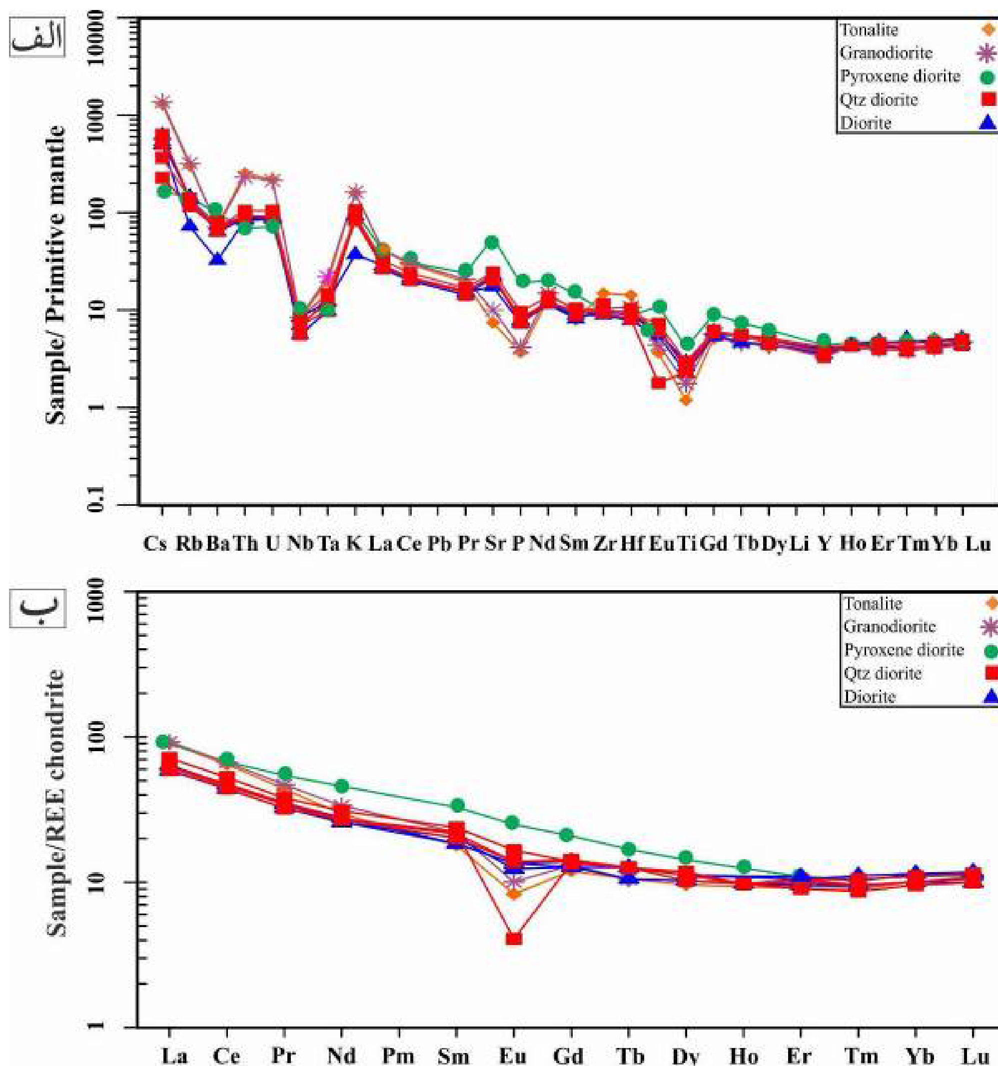
در نمونه‌های منطقه کوه رخنه، نسبت $(La/Yb)_N$ از حدود ۵/۵۳ تا ۹/۱۸ متغیر است (جدول ۱) و این نسبت پایین نبود و یا کمبود گارنت در خاستگاه ماگما را نشان می‌دهد. در این

نمودار عنصر Eu دارای اهمیت بالایی و الگوی متفاوتی در برخی نمونه‌هاست. همچنین نسبت Eu/Eu* از ۰/۵۴ تا ۰/۹۶ در این نمونه‌ها در تغییر است که به صورت ناهنجاری منفی دیده می‌شود. در واقع، مقدار Eu/Eu* بیش از یک بیانگر ناهنجاری مثبت و مقدار کمتر از یک نشان‌دهنده‌ی ناهنجاری منفی است [۳۰]. آنومالی Eu با پلاژیوکلاز کنترل می‌شود و به گریزندگی اکسیژن در ماگما وابسته است. مقادیر کمتر از یک Eu/Eu* در توده‌های مورد بررسی نشان‌دهنده‌ی حضور پلاژیوکلاز در خاستگاه تشکیل آنهاست. همچنین خروج فلدسپار قلیایی در اثر تبلور جدایشی و در شرایط با گریزندگی اکسیژن پایین منجر به ناهنجاری منفی Eu می‌شود [۲۲]. از آنجا که پلاژیوکلاز از کانی‌های اصلی در این واحدهاست، ناهنجاری کمی منفی Eu می‌تواند نتیجه جدا شدن پلاژیوکلاز از مذاب در اثر تبلور جدایشی و یا به علت ذوب بخشی متاثر از ترکیب‌های خاستگاه ماگما نیز باشد [۳۱].

بحث

جایگاه زمین‌ساختی توده‌های نفوذی

پژوهش‌های اخیر ثابت نموده که هر مجموعه سنگی آذرین را می‌توان به محیط زمین‌شناسی و زمین‌ساختی ویژه‌ای با شرایط ماگمایی و الگوی زمین‌ساختی ماگمایی مربوط به خود نسبت داد. هر یک از محیط‌های زمین شناسی، مجموعه سنگ‌های ویژه خود را دارند و توزیع سنگ‌ها با جایگاه زمین‌شناسی تغییر می‌کند. و این نشان‌دهنده‌ی رابطه علت و معلول بین زمین‌ساخت ورقه‌ای و شکل‌گیری ماگماست [۲۵].



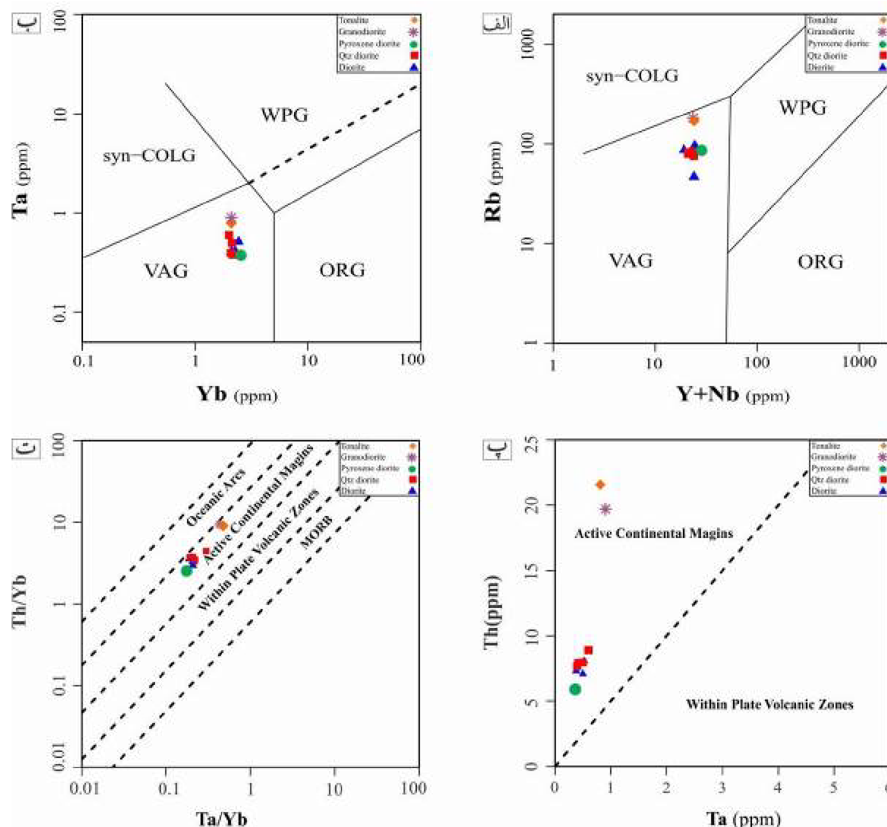
شکل ۸ الف) نمودار بهنجارشده دربرابر ترکیب گوشته اولیه [۲۳] برای توده‌های نیمه‌عمیق منطقه کوه رخنه و ب) نمودار عناصر خاکی نادر بهنجارشده نسبت به ترکیب کندریت [۲۷] برای واحدهای نیمه‌عمیق منطقه کوه رخنه؛

در این بخش جایگاه زمین ساختی ماگمایی توده‌های نیمه-عمیق منطقه کوه رخنه براساس داده‌های عنصرهای کمیاب کم تحرک تعیین شد. برای این منظور، از نمودارهای زمین ساختی مرجع [۳۲] استفاده شد. در این نمودارها، چهار گستره زمین-ساختی مختلف مشخص گردیده است که عبانتد از ۱- گرانیتهای پس از برخورد (syn-COLG)؛ ۲- گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG)؛ ۳- گرانیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (ORG) و ۴- گرانیت‌های پهنه فروانش یا کمان ماگمایی (VAG). برای تعیین محیط زمین‌ساختی این واحدهای سنگی از نمودارهای Rb نسبت به Y+Nb و Ta نسبت به Yb [۳۲] استفاده شد که موقعیت نمونه‌ها را در گستره‌ی کمربند آتشفشانی پهنه فرورانش (VAG) وابسته به کمان ماگمایی نشان می‌دهد (شکل‌های ۹ الف و ب). افزون بر این، در بخش زمین‌شیمی و بر اساس ویژگی‌های عناصر کمیاب و خاکی نادر در نمونه‌های موجود مانند ماگماهای تشکیل شده در پهنه فرورانش است. از طرف دیگر، موقعیت نمونه‌ها در نمودارهای Th نسبت به Ta و Ta/Yb نسبت به Th/Yb [۳۳] بیانگر قرارگیری آنها در گستره کرانه فعال قاره‌ای است (شکل-های ۹ پ و ت).

خاستگاه ماگمای مادر

برای شناسایی و تعیین فرآیندهای تکاملی ماگماهای سازنده سنگ‌های نیمه عمیق تشکیل شده در منطقه کوه رخنه از نسبت‌های مختلف عنصرهای کمیاب استفاده شد. بسیاری از این عناصر از آنجا که تحرک بسیار پایینی داشته و تغییرات در کانی‌شناسی خاستگاه اثری بر آنها ندارند، دارای اطلاعات ارزشمندی از ترکیب، عمق و شرایط تشکیل و ذوب ماگمای مادر در خاستگاه هستند.

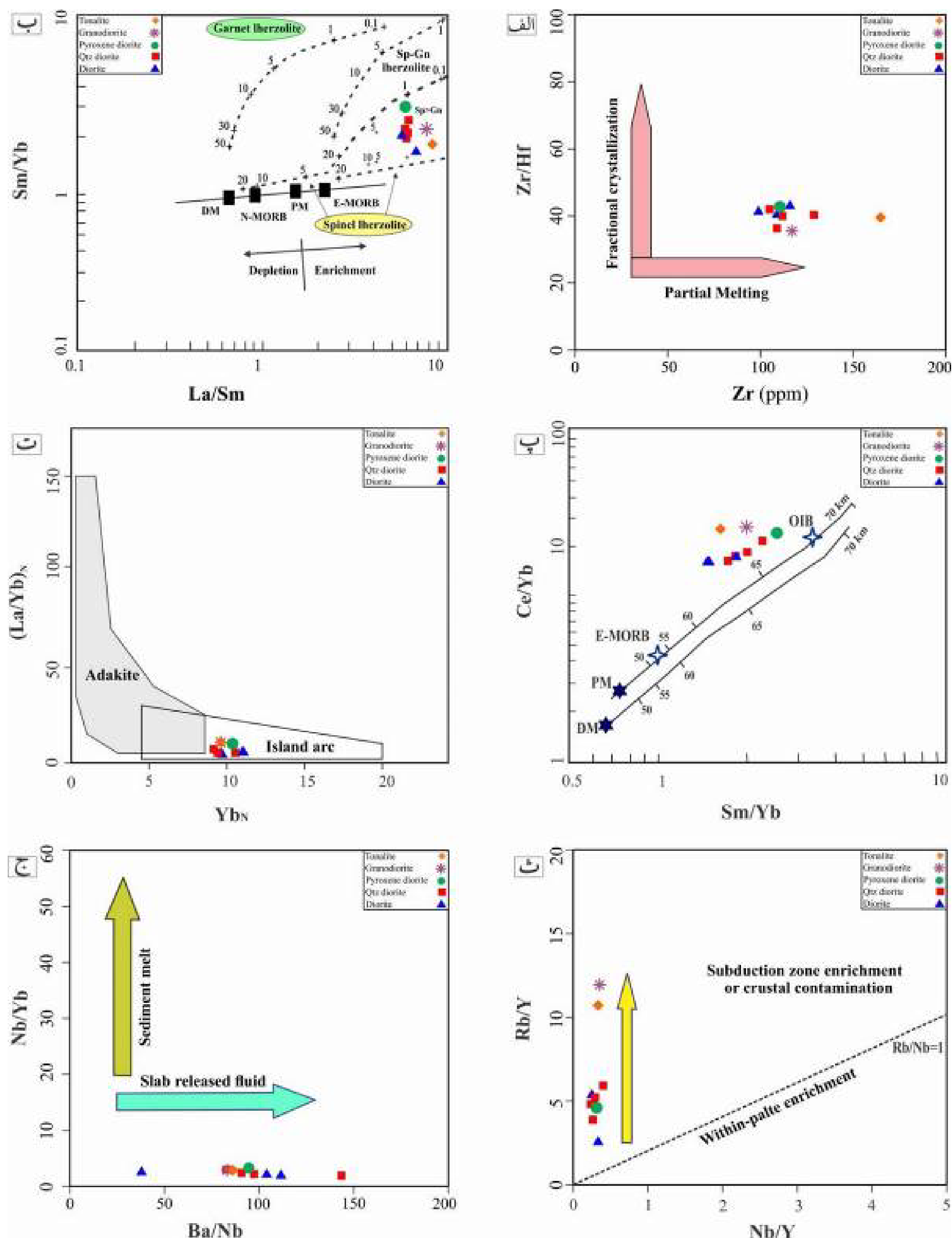
برای تعیین نقش فرآیندهای اثرگذار ذوب‌بخشی و یا جدایش بلورین برای سنگ‌های نیمه‌عمیق منطقه مورد بررسی از نمودار Zr/Hf نسبت به Zr [۳۴] استفاده شده است. فراوانی عناصر ناسازگار به شدت با فرایندهای ذوب بخشی کنترل می-شود [۳۵]. بر اساس شکل ۱۰ الف تغییرات ترکیبی این سنگ-ها بیشتر به ذوب بخشی و فرایندهای خاستگاه و کمتر به جدایش بلورین بستگی دارد. برای دستیابی به ترکیب شیمیایی ماگما و درجه ذوب بخشی در منطقه مورد بررسی از نمودار La/Sm نسبت به Yb، Sm [۳۶] استفاده شده است (شکل ۱۰ ب).



شکل ۹ جایگاه زمین ساختی و محیط تشکیل توده‌های نیمه‌عمیق منطقه کوه رخنه. الف) نمودار Yb+Nb نسبت به Rb، ب) نمودار Yb نسبت به Ta [۳۲]، پ) نمودار Ta نسبت به Th و ت) نمودار Ta/Yb نسبت به Th/Yb [۳۳].

[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.261]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.4.7]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.261]



شکل ۱۰ موقعیت، ترکیب و خاستگاه تشکیل توده‌های نفوذی منطقه کوه رخنه. الف) نمودار Zr نسبت به Zr/Hf [۳۴] نشان‌دهنده‌ی روند ذوب بخشی، ب) نمودار La/Sm نسبت به Sm /Yb [۳۶] برای تعیین روند ترکیب و خاستگاه ماگمای سازنده‌ی توده‌ها، پ) نمودارSm/Yb نسبت به Ce/Yb [۳۷] برای تعیین عمق شکل‌گیری توده‌های نیمه‌عمیق، ت) نمودار Yb_N نسبت به $(La/Yb)_N$ [۳۹]، ث) نمودار Nb/Y نسبت به Rb/Yb [۳۸] برای تعیین آلودگی پوسته‌ای نمونه‌های سنگی و ج) نمودار Ba/Nb نسبت به Nb/Yb [۳۹].

این نمودار بر پایه LREE/MREE نسبت به MREE/HREE رسم شده است و ذوب گارنت لرزولیت یا اسپینل لرزولیت در خاستگاه ماگما را نشان می‌دهد. در صورتی که اسپینل لرزولیت در معرض ذوب بخشی قرار گیرد، مقادیر یکسان از نسبت Sm /Yb در گوشته و مذاب برآمده از آن ایجاد شده و نسبت La/Sm با افزایش نرخ ذوب بخشی کاهش می‌یابد [۳۶]. البته Yb دارای نرخ توزیع بالاتری در گارنت نسبت به اسپینل است. بر اساس این نمودار، ماگمای سازنده‌ی

توده‌های منطقه کوه رخنه از ذوب بخشی ۱ تا ۵ درصد خاستگاه گارنت اسپینل لرزولیت تشکیل شده است.

افزون بر این برای تعیین عمق تشکیل ماگمای مادر از نمودار Ce/Yb نسبت به Sm/Yb [۳۷] استفاده شده است (شکل ۱۰ پ). چنان که در شکل مشخص است، تشکیل و جدایش ماگما از گوشته مادر در بخش‌های بالایی گوشته در عمق حدود ۶۰-۶۷ کیلومتری بوده است [۳۷، ۴۰]. برای تعیین خاستگاه ماگمایی سنگ‌های آذرین منطقه کوه رخنه براساس تحرک بسیار پایین عناصر Sr و Y در درجه‌های متفاوت دگرسانی و برای تفکیک خاستگاه گوشته‌ای از پوسته‌ای نمونه‌های مورد بررسی از نمودار Yb_N نسبت به $(La/Yb)_N$ استفاده شد [۴۱]. چنان که در شکل ۱۰ت مشخص است، نمونه‌های سنگی منطقه ماگماهایی با خاستگاه غیر آداکیتی یا جزایر قوسی وابسته به پهنه فرورانش با نسبت پایین $(La/Yb)_N$ حدود ۵٫۵۳ تا ۹٫۱۸ و مقدار به نسبت بالای Yb_N حدود ۱۰٫۰۵ تا ۱۱٫۴۸ را نشان می‌دهند. از اینرو، توده-های نفوذی منطقه کوه رخنه با توجه به ماهیت غیر آداکیتی از ذوب بخشی گوشته دگرنهاده در پهنه فرورانش تشکیل شده‌اند. همچنین در نمودار Nb/Y نسبت به Rb/Y [۳۸]، همه نمونه-های سنگی بالای خط Rb/ Y=1 قرار می‌گیرند که نشان دهنده آلودگی پوسته‌ای است و واحدهای نیمه‌عمیق منطقه کوه رخنه روند پهنه فرورانشی غنی شده با آلودگی پوسته‌ای را نشان می‌دهند (شکل ۱۰ ث).

از آنجا که Th وYb به عنوان عناصر غیرمتحرک درون سیال هستند، Ba و Nb عناصری هستند که به راحتی در سیال‌های آبی مهاجرت می‌کنند. نمودار Ba/Nb نسبت به Nb/Yb [۳۹] نقش سیال آزاد شده از صفحه فرورانده در ترکیب ماگمای مادر را نشان می‌دهد. افزایش چشمگیر نسبت Ba/Nbو مقدار به نسبت ثابت Nb/Yb در این سنگ‌ها نشان-دهنده‌ی نقش موثر سیال‌های آزاد شده در دگرنهادی گوشته هستند. در واقع، خاستگاه ماگمای سازنده‌ی این توده‌ها سیال-های آزاد شده از صفحه‌ی فرورانده در پهنه فرورانش کرانه فعال قاره‌ای است (شکل ۱۰ج).

برداشت

منطقه اکتشافی کوه رخنه واقع در بخش مرکزی قطعه لوت، بر اساس همه ویژگی‌های سنگ‌نگاری و زمین شیمیایی شامل طیف گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین آتشفشانی و نیمه‌عمیق است. ترکیب واحدهای آتشفشانی شامل گدازه‌های داسیتی-آندزیتی است که واحدهای نیمه‌عمیق چون گرانودیوریت پورفیری، تونالیت پورفیری، پیروکسن دیوریت پورفیری، دیوریت پورفیری و کوارتز دیوریت پورفیری درون آنها نفوذ کرده‌اند. کانی‌سازی در منطقه کوه رخنه به صورت رگه‌ای در برخی پهنه های گسلی وابسته رخ داده و منجر به شکل‌گیری سه نوع رگه اصلی دربردارنده کانی‌سازی با راستای شمال‌غرب-جنوب‌شرق در منطقه شده است. همچنین این رگه‌ها درون واحدهای آندزیتی-دیوریتی میزبان شده‌اند که با دگرسانی سیلیسی، آرژیلیک و گاهی کربناتی همراه هستند. دگرسانی سیلیسی ارتباط نزدیکی با رگه‌های کانه‌دار داشته و به صورت هاله‌ای در لبه این رگه‌ها حضور دارد. کانه‌های اولیه و ثانویه موجود در این رگه‌ها شامل پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، کوولیت و مالاکیت هستند. کانی‌سازی درون این رگه‌ها نیز به صورت رگه-رگچه‌ای، توده‌ای، جانشینی و برشی رخ داده است.

بر اساس داده‌های تجزیه‌های زمین شیمیایی، توده‌های نیمه عمیق اسیدی-حدواسط منطقه مورد بررسی از نوع I هستند و سرشت آهکی قلیایی بیشتر متاآلومین تا گاهی پرآلومین دارند. ویژگی‌های زمین شیمیایی آنها غنی‌شدگی گسترده در LILEها و LREEها نسبت به HFSEها و HREEها نشان می‌دهند. بر اساس نتایج، ناهنجاری منفی عنصرهای Ti ،Eu و Nb از ویژگی‌های ماگماهای تشکیل شده در پهنه فرورانش است. از طرفی، ناهنجاری منفی Eu نیز مربوط به حضورکانی پلاژیوکلاز به عنوان کانی باقی مانده در خاستگاه ماگماست. همچنین بر اساس نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه و غنی شدگی عنصرهای سبک‌تر، به نظر می‌رسد که ماگمای مادر این واحدهای نفوذی از ذوب بخشی درجه پایین گوشته غنی‌شده با ترکیب گارنت اسپینل لرزولیت پدید آمده است. از طرفی نمودارهای عناصر جزئی که کمتر دستخوش پدیده‌های ذوب، تبلور و دگرسانی شده‌اند، نقش موثر سیال‌های آزاد شده در پهنه فرورانشی در تعیین ویژگی‌های زمین شیمیایی در خاستگاه این واحدها را نیز نشان می‌دهد. از نظر زمین‌ساختی نیز واحدهای نیمه‌عمیق در منطقه مور بررسی در محیط کرانه فعال قاره‌ای وابسته به پهنه فرورانش تشکیل شده‌اند.

قدردانی

نویسندگان بر خود واجب می‌دانند تا از همه عزیزانی که چه مستقیم و چه غیرمستقیم در این پژوهش ایشان را یاری نمودند قدردانی کنند. از زحمات سرکار خانم هانیه معمری که

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.4.7]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.261]

برای نگارش این مقاله تلاش بسیار نمودند به ویژه سپاسگزاری می‌شود.

مراجع

[1] Aghanabati S. A., *"Geology of Iran (in Persian)"*, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran (2004) 586pp.

[2] Malekzadeh Shafaroudi A. and Karimpour M. H., *"Petrography and petrogenesis of intrusive rocks in the northeast of Nayband, East of Iran"*, Petrology (2013) 4(16): 105-124 (in Persian).

[3] Malekzadeh Shafaroudi A., Karimpour M. H. and Stern, C. R., *"The Khopik porphyry copper prospect, Lut Block, Eastern Iran: Geology, alteration and mineralization, fluid inclusion, and oxygen isotope studies"*, Ore Geol. Rev. 65 (2) (2015): 522–544.

[4] Samiee S., Karimpour M. H., Ghaderi M., Haidarian Shahri M. R., Klöetzli U. and Santos J. F., "*Petrogenesis of subvolcanic rocks from the Khunik prospecting area, south of Birjand, Iran: Geochemical, Sr–Nd isotopic and U–Pb zircon constraints"*, Journal of Asian Earth Sciences 115(2016): 170-182.

[5] Lotfi M., *"Geological and geochemical investigations on the volcanogenic Cu, Pb, Zn, Sb ore–mineralizations in the Shurab–Gale Chah and northwest of Khur (Lut, east of Iran)"*, Ph.D thesis, der Naturwissenschaften der Universitat Hamburg, Germany, (1982) pp. 151.

[6] Abdi M. and Karimpour M. H., *"Petrochemical characteristics and timing of Middle Eocene granitic magmatism in Kooh-Shah, Lut Block, Eastern Iran"*, Acta Geol. Sin. 87 (2013): 1032–1044.

[7] Arjmandzadeh R., Santos J.F.,*"Sr-Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu-Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut Block, eastern Iran"*, International Journal of Earth Sciences, v. 103 (2013), p.123-140.

[8] Nakhaei M., Mazaheri S. A., Karimpour M. H., Stern C. R., Zarrinkoub M. H., Mohammadi S. S. and Heydarian shahri M. R.*,"Geochronologic, geochemical, and isotopic constraints on petrogenesis of the dioritic rocks associated with Fe skarn in the Bisheh area, Eastern Iran*", Arab. J. Geosci. (2015): 1–15.

[9] Najafi A., Karimpour M. H. and Ghaderi M.,*"Application of fuzzy AHP method to IOCG prospectivity mapping: A case study in Taherabad prospecting area, eastern Iran"*, International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation 33 (2014): 142–154.

[10] Karimpour M. H., *"Comparison of Qaleh Zari Cu–Au–Ag deposit with other iron oxides Cu–Au (IOCG-Type) deposits and new lassification, Iran"*, J. Crystallogr. Mineral. 13(2005): 165–184c.

[11] Karimpour., M., *"Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran"*, Geopersia, v. 1(2011), p.19-54.

[12] Griffis R., Meixner H., JohnsG., Abedian N., *"Map of Dehsalm, geological survey and mineral exploration of Iran"*, (1992).

[13] Shafaii Moghadam H., Khademi M., Hu Z., Stern R.J., Santos J.F., Wu Y., *"Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmand metamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana",* Gondwana Research 27(2011), 439–452.

[14] Stocklin J., and Nabavi M., "Tectonic map of Iran", Geological Survey and Mineral Exploration of Iran (1973).

[15 Hosseinkhani A., Karimpour M. H., Shafaroudi A. M., and Santos J. F., "U-Pb geochronology and petrogenesis of intrusive rocks: Constraints on the mode of genesis and timing of Cu mineralization in SWSK area, Lut Block", Journal of Geochemical Exploration, 177 (2017), p. 11-27.

[16] Esmaeily D., Nedelec A., Valizadeh M.V., Moore F. and Cotton J., *"Petrology of the Jurassic Shah-Kuh granite (eastern Iran), with reference to tin mineralization"*, Journal of Asian Earth Sciences, 25(2005): 961-980.

[17] Whitney D.L., Evans, B.W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals"*, American Mineralogist 95 (2010), 185-187.

[18] Cox K., Bell J., and Pankhurst R., *"The interpretation of igneous rocks"*, George Allen and Unwin, London (1979).

[19] Ross P.S., and Bedard J.H., *"Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams"*, Can J Earth Sci 46(2009):523-839.

[20] Shand S. J., *"Eruptive Rocks; Their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore Deposits"*, with a chapter on Meteorites (revised second edition). Hafner Publishing Company, New York (1943).

[21] Chappell BW., White AJR., *"I-and Stype granites in the Lachlan fold belt: Royal Society of Edinburgh Transactions. Earth Sciences"*, 83(1992): 1-269.

[32] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks"*, Journal of Petrology 25(1984), 956-983

[33] Schandl E.S., Gorton M.P., *"Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments"* Econ. Geol. 97(2002), 629–642.

[34] Haase K, A, N., Stroncik D., Garbe S., Stoffers P., *"Formation of island arc dacite magmas by extreme crystal fractionation, an example from Brothers Seamount, Kermadec island arc SW Pacific"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 152(2006), 316-330.

[35] Pearce J, A., Peate D, W., *"Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas"*, Annual Review of Earth and Planetary,Sciences 23(1995), 251-285.

[36] Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M. F., Mitchell J. G., *"Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research 102(2000): 67-95.

[37] Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E., *"A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA"*, Journal of Geophysical Research 107(2002), 5-21.

[38] Temel A., Gundogdu MN., Gourgard A., *"Petrolo- gical and geochemical characteristic of Cenozoic high-K calcalkaline volcanism in Konya, central Anatolia, Turkey"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85(1998): 327-354.

[39] Woodhead J., Eggins S., and Johnson R., *"Magma genesis in the New Britain island arc: Further insights into melting and mass transfer processes"*, Journal of Petrology, v. (1998) 39, p.

[40] Cotton J., Le Dez A., Bau M., Caroff M., Maury R.C., Dulski P., Fourcade S., Bohn M., Brousse R., *"Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts, evidence from French Polynesia"*, Chemical Geology 119(1995), 115-138.

[41] Martin H., *"The Archaean grey gneisses and the genesis of the continental crust"*, In: The Archaean crustal evolution (Ed. Condie, K. C.) (1995) 205-259, Elsevier, Amsterdam.

[22] Rollinson H. R., *"Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation"*, Longman, Harlow, England (1993).

[23] Sun S.S., and McDonough W. S., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes"*, Geological Society, London, Special Publications, v. 42(1989), no. 1, p. 313-345.

[24] Pearce J. A. and Parkinson I. J., *"Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Magmatic Processes in Plate Tectonics"* (Eds. Prichard, H. M., Albaster, T., Harris, N. B. W. and Neary, C. R.) 76(1993): 373-403. Geological Society of London Special Publication.

[25] Wilson M., *"Igneous Petrogenesis: a global tectonic approach"*, Chapman & Hall, New York (1989).

[26] Martin H., *"Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids"*, Lithos 46 (1999): 411- 429.

[27] Boynton W. V., *"Cosmochemistry of the rare earth elements, Meteorite studies. In: Rare Earth Element Geochemistry"* (Ed. Henderson, P.) (1985)115–1522.

[28] Nicholson K.N., Black P.M., Hoskin P.W.O., Smith I.E.M., *"Silicic volcanism and back-arc extension related to migration of the Late Cainozoic Australian- Pacific plate boundary"*, Journal Volcanology Geothermal Research 131(2004), 295-306.

[29] Helvacı C., Ersoy E., Sözbilir H., Erkül F., Sümer Ö., Uzel B., *"Geochemistry and 40Ar/39Ar geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: implications for amphibole-bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia"*, Journal Volcanology Geothermal Research 185(2009), 181-202.

[30] Taylor S. R., McLennan S. M., *"The continental crust, its composition and evolution, an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks"*, *Blackwell, Oxford* (1985).

[31] Ying J., Zhang H., Sun M., Tang Y., Zhou X. and Liu X., "*Petrology and geochemistry of Zijinshan alkaline intrusive complex in Shanxi province, Western North China Craton: Implication for magma mixing of different sources in an extentional regime"*, Lithos 98(2007): 45-66.